

T. JUNG, F. KUCHARSKI, M. VISBECK, G. KRAHMANN

6 Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean und Meereis

Interaction of the NAO with the ocean and sea ice

Zusammenfassung

In diesem Kapitel werden die Wechselwirkungen der NAO mit dem Ozean und dem Meereis diskutiert. Das Hauptaugenmerk wird dabei auf die nordatlantische Region (lokale Wechselwirkung) während der Wintersaison gelegt, aber auch die Fernwirkungen des Indischen und Pazifischen Ozeans werden kurz diskutiert. Auf interannualen Zeitskalen beeinflusst die NAO den Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht in ganz erheblichen Maße. Die resultierenden Anomalien der Ozeanoberflächen-Temperatur (SST) führen zu einer schwachen positiven Rückkopplung mit der NAO. Die Lebensdauer dieser SST-Anomalien wird auf Grund der Abschirmung durch eine temporäre „Sommerdeckschicht“ erheblich erhöht. Dieser Mechanismus („reemergence mechanism“) könnte die Persistenz der NAO von Winter zu Winter erklären. Auf Zeitskalen von Dekaden hin zu Jahrhunderten führt die NAO zu erheblichen Variationen in der (thermohalinen) Zirkulation des Nordatlantiks und die Möglichkeit der Existenz von gekoppelten Moden ist gegeben. Die NAO führt zur Ausbildung von Meereisanomalien unterschiedlichen Vorzeichens in der Labradorsee und Grönlandsee (Dipol-Anomalie). Thermodynamische Prozesse in Form von turbulenten Wärme-flüssen dominieren dabei über dynamische Effekte (Windstress). Klimatologisch gesehen gibt es wenig Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse. Modellexperimente, die den Einfluss von Meereisanomalien auf die NAO untersuchen, deuten darauf hin, dass Meereisanomalien im nördlichen Nordatlantik einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Atmosphäre haben können, der in seiner Stärke durchaus mit dem Einfluss von SST-Anomalien vergleichbar ist.

Abstract

In this chapter the interaction between the NAO and the ocean sea ice are discussed. The focus is on the North Atlantic region (local interaction). However, remote influences from the Indian Ocean and the tropical Pacific region are also discussed briefly. There is a weak positive feedback from the resulting sea surface temperature (SST) anomalies onto the NAO. The persistence of wintertime SST anomalies is enhanced due to the so-called "reemergence mechanism": in summertime a thin mixed-layer develops, which isolates ocean heat content anomalies from the atmosphere; in autumn increased winds lead to increased mixing, which brings the heat content anomaly back to the surface. On interannual timescales the NAO strongly influences the heat content of the ocean mixed-layer. On decadal to interdecadal timescales the NAO leads to considerable variations in the thermohaline circulation of the North Atlantic Ocean, and there is the possibility for the existence of coupled atmosphere-ocean modes. The NAO leads to sea-ice anomalies of opposite signs in the Labrador Sea and the Greenland Sea. Thermodynamic processes (turbulent heat fluxes) turn out to be more important than dynamic effects (wind-stress) in generating this dipole anomaly. From a climatological point of view, there is little evidence for the existence of a link between the NAO and the sea ice transport through the Fram Strait. Model experiments, which investigate the impact of sea ice anomalies on the NAO, suggest that the influence of sea ice anomalies in the northern North Atlantic is comparable to those of SST anomalies.

1 Einleitung

Aus den vorherigen Kapiteln geht klar hervor, dass die NAO das dominante Muster atmosphärischer Variabilität in der nordatlantischen Region darstellt und das Klima in weiten Teilen ganz entscheidend beeinflusst. Die starke Modulation der bodennahen Winde und Wärme-flüsse durch die NAO legt die Vermutung nahe, dass die NAO auch zu erheblichen Variationen im Ozean und Meereis führt. In der Tat hat schon Mitte der Sechziger Jahre Jacob Bjerknes gezeigt (BJERKNES 1964), dass die NAO auf interannualen Zeitskalen insbesondere den Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht moduliert. Auf interdekadischen Zeitskalen hingegen legt die Arbeit von Bjerknes die Schlussfolgerung nahe, dass die NAO die Zirkulation des nordatlantischen Ozeans beeinflusst. Die Bedeutung der NAO für

die Meereisverteilung im nördlichen Nordatlantik ist ebenfalls seit längerer Zeit bekannt (z.B. WALSH und JOHNSON 1979).

Im Folgenden wird ein Überblick über den heutigen Kenntnisstand der Forschung gegeben wie die NAO mit dem Ozean und dem Meereis wechselwirkt. Neben den physikalischen Prozessen durch die Atmosphäre den Ozean und das Meereis beeinflusst, werden auch mögliche Rückkopplungen des Ozeans und des Meereises auf die NAO diskutiert. Das Verständnis möglicher Rückkopplungen ist entscheidend, um die Frage zu beantworten, ob die NAO ein rein atmosphärisches Phänomen ist. Zudem hätten mögliche Rückkopplungen Implikationen für die Vorhersagbarkeit der NAO (und damit des Klimas in Europa) von Monaten hin zu vielen Jahren im Voraus (siehe auch Beitrag 8 in diesem Heft).

In Kapitel 2 wird die Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean beschrieben. Dabei wird insbesondere die Wechselwirkung mit der ozeanischen Deckschicht und der nordatlantischen Zirkulation diskutiert. Zudem werden mögliche Fernwirkungen aus dem Indischen Ozean und tropischen Pazifik betrachtet. Dem schliesst sich in Kapitel 3 eine Diskussion der Wechselwirkung der NAO mit dem Meereis an. Hierbei wird auch eine mögliche Beziehung zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse untersucht. Abschlussbetrachtungen werden schliesslich in Kapitel 4 gegeben.

2 Wechselwirkung mit dem nordatlantischen Ozean

2.1 Wechselwirkung mit der statischen ozeanischen Deckschicht

Die ozeanische Deckschicht ist die obere, gut durchmischte Schicht des Ozeans. Die Vermischung sorgt dafür, dass sich der Salzgehalt, die Dichte, und die Temperatur in der Vertikalen nur wenig ändern. Ihre Schichtdicke beträgt gewöhnlich 25 bis 200 m. Die Deckschicht ist die Zone, die am schnellsten und direktesten auf Oberflächenflüsse reagiert. Die NAO führt zur Entwicklung von erheblichen Temperatur-Anomalien in der Deckschicht (und auf Grund der starken Vermischung auch der SST) des Nordatlantiks, die eine tripolartige, räumliche Struktur annehmen (Abb. 6-1). Die tripolare Struktur lässt sich dadurch erklären, dass die NAO die turbulenten Wärme- und Impuls-

flüsse (und damit die SST) in den drei Regionen ganz erheblich beeinflusst (vergleiche Beitrag 8). Das gilt insbesondere für die interannualer Zeitskala, auf der Änderungen der Ozeanzirkulation eine untergeordnete Rolle für die Wärmebilanz an der Ozeanoberfläche spielen. Eine detaillierte Analyse deutet darauf hin, dass die genaue Struktur der NAO, und damit des Einflusses der NAO auf den Wärmeinhalt der Deckschicht, vom Zustand des stratosphärischen Polarwirbels abhängt (GRAF und WALTER 2005).

Die ozeanische Deckschicht hat im Normalfall einen dämpfenden Einfluss auf Temperaturanomalien der Atmosphäre, das heisst Wärme flüsse tendieren dazu, den Temperaturanomalien entgegenzuwirken. Treffen jedoch NAO-verursachte Wärme fluss-Anomalien auf schon existierende passende SST-Anomalien, so werden die Wärme fluss-Anomalien reduziert und die atmosphärischen Temperaturanomalien bleiben somit länger erhalten (GRETTBACH und JUNG 2007). Auf diesem Wege kann die ozeanische Deckschicht die Persistenz der ursprünglichen NAO-Anomalie erhöhen (BARSUGLI und BATTISTI 1998, CASSOU et al. 2007). Die Stärke dieser Rückkopplung ist teilweise davon abhängig, welches Modell zur Untersuchung verwendet wird, und muss damit als nicht vollständig geklärt angesehen werden. Die Lebensdauer von SST-Anomalien, die während des Winters auftreten, kann durch den sogenannten „Re-Emergence-Mechanismus“ verlängert werden (NAMIAS und BORN 1970). Die Temperaturanomalien werden dabei während des Sommers durch eine dünne sommerliche Deckschicht von der Atmosphäre isoliert und damit vor starker Dämpfung bewahrt. Im Spätherbst wird diese Anomalie dann durch stärkere Winde und damit verbundene erhöhte Vermischung wieder an die Ozeanoberfläche gebracht.

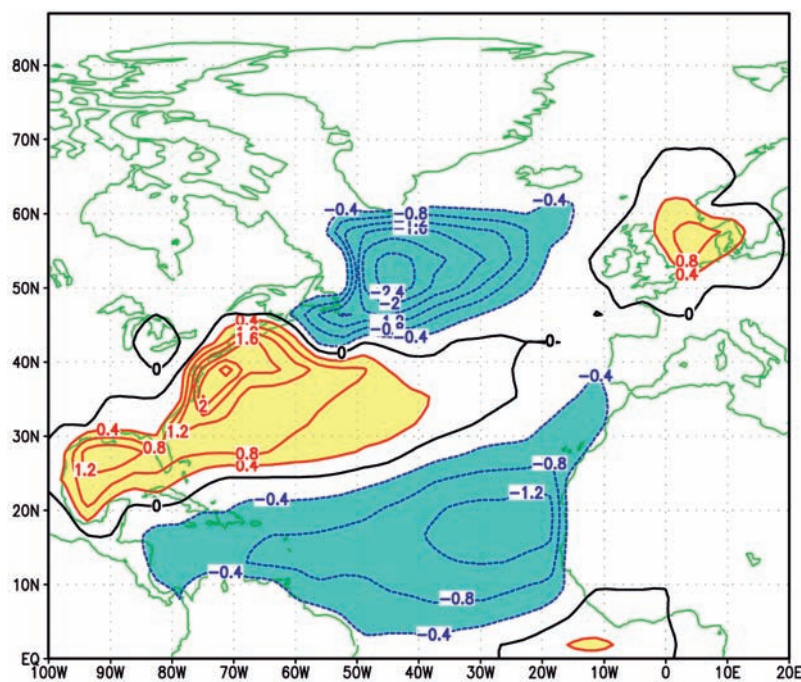


Abb. 6-1: Tripolares SST-Muster (in K), das mit NAO-Anomalien einhergeht. Das Muster beschreibt die Differenz im nordatlantischen SST-Feld zwischen Wintern (JFM) mit positivem (NAO-Index > 0.5) und negativem NAO-Index (NAO-Index < -0.5); aus KUCHARSKI und MOLTENI (2003).

Der Einfluss von idealisierten SST-Anomalien auf die NAO ist in zahlreichen Studien mit globalen atmosphärischen Zirkulationsmodellen (AGCMs) untersucht worden (z. B. PENG et al. 2003, SUTTON et al. 2001, KUCHARSKI und MOLTENI 2003). Insbesondere wurde in diesen Studien der Einfluss des tripolaren anomalen SST-Musters (Abb. 6-1) auf die NAO untersucht. Dieses Muster beschreibt SST-Anomalien, die hauptsächlich durch die NAO erzeugt werden (durch anomale turbulente Wärme- und Impulsflüsse). Es besteht kaum ein Zweifel daran, dass es eine leichte positive Rückwirkung des tripolaren SST-Musters auf die NAO gibt. Die ermittelte Stärke der Rückkopplung hängt vom verwendeten Modell ab. Im Mittel (über mehrere Modelle) ist diese Rückkopplung jedoch relativ schwach (10 bis 20 % der NAO-

Anomalie, die zu dem anomalen SST - Muster geführt hat). Der physikalische Mechanismus, durch den die SST -Anomalien die NAO beeinflussen, liegt in der anomalen diabatischen Erwärmung/Abkühlung der Atmosphäre. Diabatische Prozesse führen dabei einerseits zu einer Veränderung der Baroklinität der Atmosphäre und damit der Häufigkeit und Intensität der Tiefdruckgebiete, was wiederum zu Änderungen in der NAO führt. Andererseits erzeugt diabatische Erwärmung/Abkühlung kompensierende Vertikalbewegungen, die zu Kon- und Divergenzen in der oberen Troposphäre führen. Solche Kon- und Divergenzen sind eine Quelle von Vorticity und damit extratropischen Rossbywellen, die das ursprünglich lokalisierte Signal über große Entfernungen verteilen können. In den mittleren und höheren Breiten ist jedoch auch wichtig wie die Kon- und Divergenzen mit synoptischen Systemen (Tief- und Hochdruckgebiete) wechselwirken. Es ist wahrscheinlich, dass eine vergleichsweise hohe Auflösung bei der Simulation dieser Prozesse unerlässlich ist.

Andere Studien benutzen AGCMs mit beobachteten unteren Randbedingungen, um die beobachtete NAO-Zeitreihe zu reproduzieren (z.B. RODWELL et al. 1999, MEHTA et al. 2000). Ein Grossteil der Studien ist in der Lage, (im Ensemblemittel) die niederfrequenten Variationen der beobachteten NAO-Zeitreihe zu reproduzieren (siehe Abb. 6-2). Die Ergebnisse aus diesen Experimenten wurden vielfach zum Anlass genommen, optimistische Aussagen über die potenzielle Vorhersagbarkeit von dekadischen und interdekadischen Variationen der NAO zu machen. Dies setzt jedoch voraus, dass die SST-Anomalien auf langen Zeitskalen sehr gut vorhersagbar sind. Da die SST -Anomalien jedoch zum Gross teil durch die NAO verursacht werden kann auf Grund einer relativ kleinen positiven Rückwirkung nicht notwendigerweise auf Vorhersagbarkeit der NAO geschlossen werden (BRETHERTON und BATTISTI 2000, CZAJA und MARSHALL 2000), siehe hierzu auch Beitrag 8 dieses Heftes.

Numerische Experimente mit gekoppelten GCMs bestätigen weitestgehend die Annahme, dass die ozeanische Deckschicht auf interannualer Zeitskala eine wichtige Rolle bei der Wechselwirkung des Ozeans mit der NAO spielt (CHRISTOPH et al., 2000, STEPHENSON und PAVAN 2003). Diese Wechselwirkung führt zu einer schwachen Rötung des Energiespektrums der winterlichen NAO-Zeitreihe.

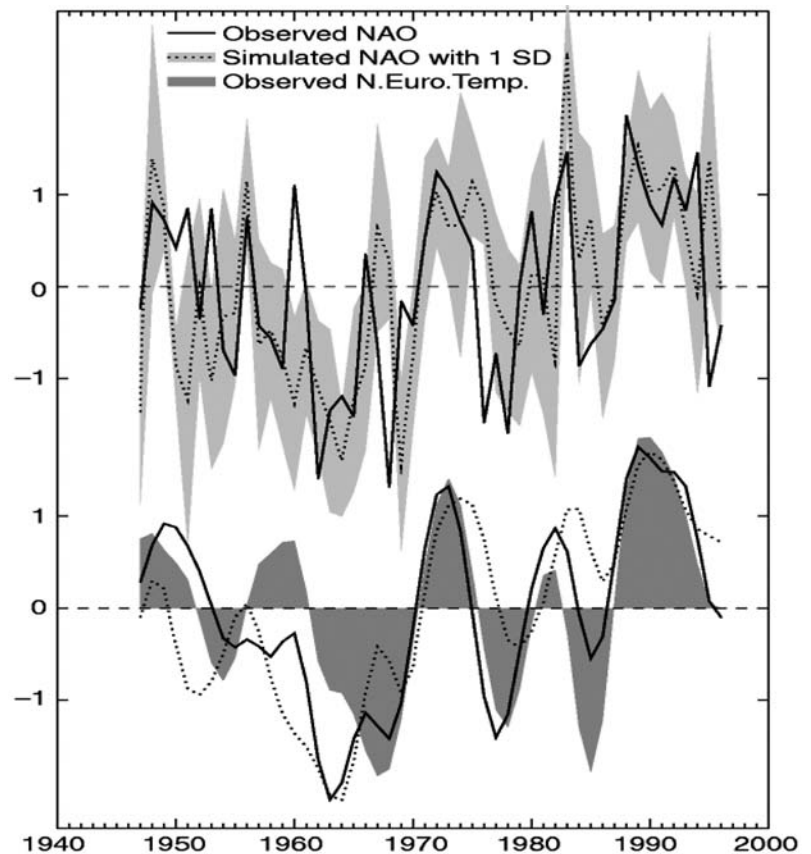


Abb. 6-2: Der beobachtete NAO-Index (fette Linie) für DJF und die von einem Atmosphärenmodell simulierten Werte unter Verwendung von beobachteten SST -Anomalien (gepunktete Linie). Die Schattierung in der oberen Kurve gibt die Unsicherheit des Ensemblemittelwertes an (± 1 Standardabweichung). Der untere Teil zeigt die tiefpassgefilterte Zeitreihe. Die schattierte Kurve repräsentiert die zeitlich gefilterte beobachtete nordeuropäische Temperaturzeitreihe; aus RODWELL et al. (1999).

2.2 Wechselwirkungen mit der nordatlantischen Ozeanzirkulation

Zahlreiche Studien belegen, dass die NAO die Ozeanzirkulation durch die einhergehenden Änderungen der bodennahen Winde und der Wärme-flüsse an der Ozeanoberfläche (z.B. VISBECK et al. 1998, EDEN und WILLEBRAND 2001, KRAHMANN et al. 2001, EDEN und JUNG 2001) beeinflusst. Ein Teil der Reaktion auf diese Änderungen geschieht schnell und ist lokal begrenzt (Oberflächentemperatur, Deckschichttiefe, Wärmeinhalt nahe der Oberfläche, windgetriebener Volumentransport, Eisbedeckung). Änderungen der tiefergehenden thermohalinen Struktur des Ozeans, die sowohl durch Wärme- und Frischwasserflüsse als auch durch den Windstress verursacht werden können, wirken sich hingegen mit zum Teil mehrjähriger Verzögerung auf die geostrophisch balancierte großräumige horizontale Zirkulation sowie die meridionale Umwälzbewegung aus (VISBECK et al. 2003, siehe Abb. 6-3). Solche langfristigen und tiefreichenden Änderungen der Ozeanzirkulation können zu SST -Ano-

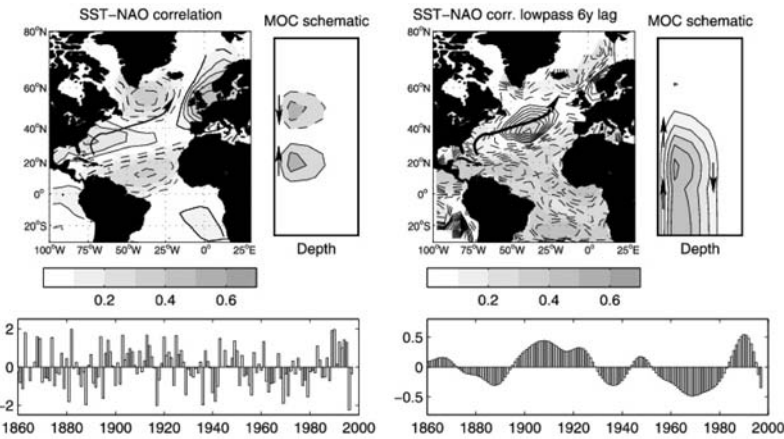


Abb. 6-3: Korrelation des NAO-Index mit SST-Anomalien (links). Rechts davon ist eine schematische Darstellung der zonal gemittelten, Ekman induzierten meridionalen Umwälzbewegung des Ozeans (MOC). Darunter ist der NAO-Index dargestellt. Der rechte Teil der Abbildung zeigt die sechs Jahre verzögerte Korrelation (Ozean verzögert gegenüber der Atmosphäre) zwischen dem 15-J ahres tiefpassgefilterten NAO-Index und den tiefpassgefilterten SST-Anomalien. Dieser Teil der Abbildung stellt die dekadische und tieferfrequente Antwort des Ozeans auf den N AO-artigen Antrieb dar. Beachte die in Strömungsrichtung verschobenen positiven SST -Anomalien, aus VISBECK et al. 2003.

malien führen, die wiederum die atmosphärische Zirkulation und daher unter Umständen die NAO beeinflussen können (siehe unten). Analysen von Beobachtungsdaten zeigen, dass die Oberflächentemperaturen großer Teile des Nordatlantiks mit der NAO korreliert sind (z.B. KUSHNIR 1994). Die Muster der Gebiete hoher Korrelation erweisen sich dabei als abhängig von der Dauer der NAO-Variationen. Auf interannueller Zeitskala ergeben sich die Variationen der Oberflächentemperaturen aus den lokalen Wärmequellen und Transportdivergenzen. Sie zeigen dabei das charakteristische tripolare Muster (siehe Abb. 6-1). Bei längerer Dauer der NAO-Variationen (dekadische Zeitskala) ergibt sich eine eher monopolare Reaktion auf die NAO (siehe Abb. 6-4). Da für beide Reaktionsformen die mit der NAO zusammenhängenden atmosphärischen Felder die gleichen sind, verbleibt die tiefreichende Ozeanzirkulation als Ursache der Unterschiede. Ein direkter Nachweis von dekadischen Zirkulationsänderungen mit Hilfe von Ozeanbeobachtungen wird jedoch durch die sehr begrenzte Anzahl verlässlicher Messungen stark erschwert. Lediglich für den baroklinen Massentransport zwischen den Zentren des subpolaren und des subtropischen Wirbels konnte eine mehrere Dekaden lange Zeitreihe ermittelt werden (CURRY und MCCARTNEY 2001). Es zeigte sich, dass die Transportvariationen, die maximal 8-10 Sv oder 17 % des mittleren baroklinen Transportes betragen, sehr gut mit den dekadischen Variationen der NAO korrelieren. Während also Analysen auf der Basis von Beobachtungen nur in begrenzter Anzahl vorliegen, haben eine Vielzahl von numerischen Studien mit mehr oder weniger komplexen Ozean-Modellen die Abhängigkeit der Reaktion

des Ozeans von der Zeitskala der Variation der NAO bestätigt (insbesondere EDEN und JUNG 2001 und KRAHMANN et al. 2001).

Im Detail reagiert die oberflächennahe Ozeanzirkulation auf die mit einer positiven NAO assoziierten Windstressanomalien schnell mit einer südwardigen Transportanomalie zwischen 45° und 65° N und einer nordwardigen Anomalie zwischen 10° und 40° N. Beide führen zu einer Transportkonvergenz bei 45° N, die wiederum in einer Absinkbewegung oberflächennaher Wassermassen resultiert. Diese verändert die großräumigen horizontalen Dichtegradienten, die die tiefen Strömungen bestimmen. Das Anpassen der Strömungen an die geänderten Bedingungen geschieht in Form von baroklinen Wellenprozessen. Wegen ihrer geringen Phasengeschwindigkeiten bestimmen dabei barokline Rossbywellen die dekadische Zeitskala des Anpassungsprozesses. Im Gegensatz zum Windstress, auf dessen Änderungen Oberflächenströmungen schnell reagieren, wirken sich mit der NAO assoziierte Oberflächenaufrichtsflüsse nur dann signifikant auf die Ozeanzirkulation aus, wenn sie über längere Zeiträume erhalten bleiben. Abschätzungen ergeben, dass die meridionale Umwälzbewegung durch Wärme- und Frischwasserflussanomalien nur geringfügig beeinflusst wird. Variationen der Einträge von Schmelzwasser sowohl durch

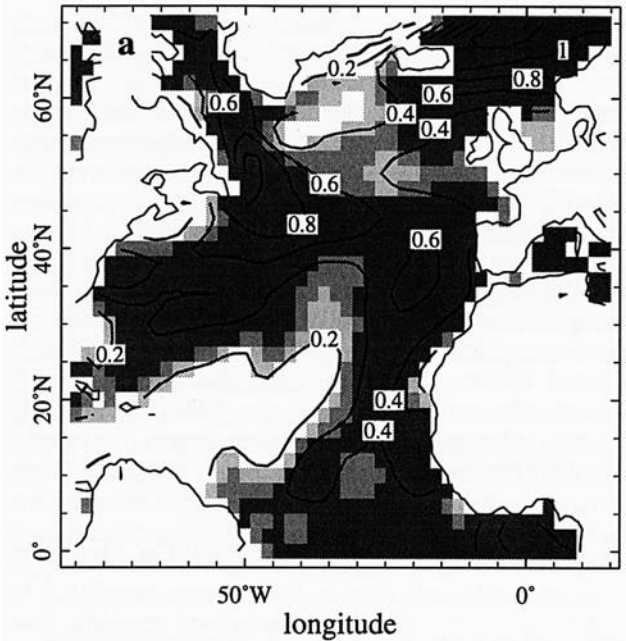


Abb. 6-4: Interdekadisches SST-Muster (in K), das durch die Differenz aus den Jahresmitteln der Zeiträume 1925-1939 (warme Jahre) und 1900-1914 (kalte Jahre) bestimmt wurde, aus KUSHNIR (1994).

arktisches Meereis als auch durch grönländische Gletscher können jedoch lokal zu signifikanten Dichte- und damit auch Zirkulationsänderungen führen. Positive Rückkopplungen sind dabei möglich, bisher jedoch nicht hinreichend analysiert. Insgesamt hat sich bei den Untersuchungen zum Einfluss der NAO auf die Ozeanzirkulation gezeigt, dass die Reaktion auf die NAO mit maximal 20 % der mittleren Volumentransporte verhältnismäßig begrenzt ist. Dies reicht jedoch aus, die Oberflächentemperaturen des Nordatlantiks großräumig und koordiniert zu verändern. Ob die so hervorgerufenen Variationen für eine positive Rückkopplung mit der NAO ausreichen, und damit zur Existenz eines gekoppelten Modus führen (TIMMERMAN et al. 1998, MARSHALL et al. 2001, VISBECK 2002, EDEN und GREATBATCH 2003), ist jedoch immer noch unklar (CZAJA und MARSHALL 2000).

2.3 Einfluss von SST-Anomalien ausserhalb des Nordatlantiks auf die NAO

Der Einfluss von SST-Anomalien im tropischen Pazifik und Indischen Ozean auf die NAO ist Gegenstand aktueller Forschungen. Auf interannualer Zeitskala steht insbesondere die Beziehung zwischen dem El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen und der NAO im Vordergrund (z.B. FRAEDRICH 1994, BRÖNNIMANN 2007, GREATBATCH und JUNG 2007). Bisherige Arbeiten deuten dabei auf eine eher moderate negative Korrelation zwischen ENSO und der NAO hin. El Niño (La Niña)-Ereignisse gehen also tendenziell mit negativen (positiven) NAO-Wintern einher. Die Interpretation von Beobachtungs- und Modelldaten wird dabei jedoch insbesondere dadurch erschwert, dass die Korrelationen interdekadischen Änderungen unterliegen, die wiederum ebenfalls Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussion sind (GREATBATCH und JUNG 2007, STERL et al. 2007).

Auf dekadischer und längerer Zeitskala scheinen insbesondere SST Anomalien in der indopazifischen Region eine entscheidende Rolle für die NAO zu spielen (z.B. HOERLING et al. 2001, HURRELL et al. 2004, BADER und LATIF 2003, MANGANELLO 2007, KUCHARSKI et al. 2006, KING und KUCHARSKI 2006). Während HURRELL et al. (2004) sowie BADER und LATIF (2003) darauf hinweisen, dass der Anstieg der NAO in den letzten 50 Jahren am besten mit dem Anstieg der SSTs im Indischen Ozean übereinstimmt (siehe auch Beiträge 4 und 9 dieses Heftes) und diesen Zusammenhang auch mit numerischen Modellstudien bestätigen, zeigen KUCHARSKI et al. (2006) und KING und KUCHARSKI (2006), dass interdekadische NAO-Schwankungen sehr gut mit denen eines SST-Gradienten im westlichen tropischen Pazifik übereinstimmen (siehe Abb. 6-5) (KUCHARSKI et al. 2006, MANGANELLO 2007). Ob es sich hierbei um unterschiedliche Phänomene handelt, gilt es noch zu klären. Die Ausbreitung von Rossbywellen,

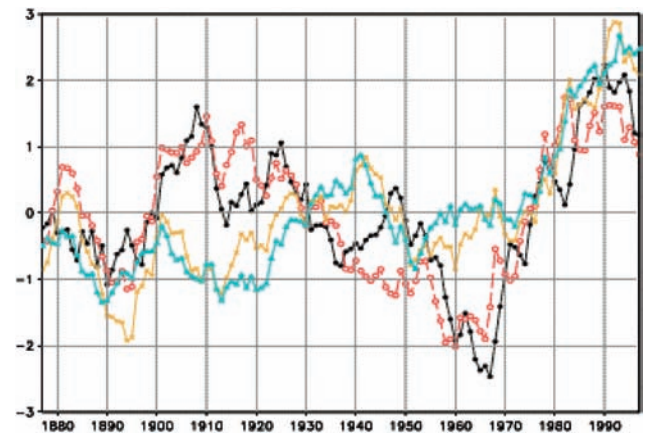


Abb. 6-5: Dekadisch gefilterter NAO-Index (schwarz) und der SST-Gradient im westlichen tropischen Pazifik (rot; gemittelt über 140° E bis 190° E, 12° S bis 4° N minus 8° N bis 20° N) für DJFM. Die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen beträgt 0,82. Zum Vergleich werden noch andere SST-Indizes der tropischen Ozeane gezeigt: Die orangene Kurve beschreibt die SST-Anomalien im südlichen Teil der Box, die zur Berechnung des SST-Gradienten im westlichen tropischen Pazifik verwendet wurde (die Korrelation mit dem NAO Index beträgt 0,52). Die blaue Kurve beschreibt die mittlere SST-Anomalie im Indischen Ozean (50° E bis 120° E, 20° S bis 20° N; die Korrelation mit dem NAO-Index beträgt 0,43); aus KUCHARSKI et al. 2006.

die durch tropische SST-Anomalien, und damit verbundene Kon- und Divergenzen hervorgerufen werden, stellt dabei den physikalischen Mechanismus dar, wie indopazifische SST-Anomalien die NAO auf interdekadischer Zeitskala beeinflussen können.

Nichtsdestotrotz gilt auch für den Einfluss der indopazifischen SST Anomalien, dass Modelle, die mit beobachteten SST Anomalien angetrieben werden, nur einen Bruchteil der beobachteten interdekadischen NAO-Schwankungen zeigen. In diesem Zusammenhang wurde vorgeschlagen, dass es notwendig ist, interdekadische Variationen in der Stratosphäre (insbesondere in der Nordhemisphäre) realistisch zu simulieren, um die beobachtete NAO-Variabilität zu reproduzieren (SCAIFE et al. 2005; siehe auch Beitrag 7). Eine weitere Schwierigkeit liegt in der Kürze der beobachteten Zeitserien, so dass es problematisch ist, sichere Aussagen über den Zusammenhang der NAO mit indopazifischen SST-Anomalien auf langen Zeitskalen zu machen. Ausserdem ist bei der Interpretation von Experimenten, in denen atmosphärische Zirkulationsmodelle in den Tropen mit vorgeschriebenen SST-Feldern angetrieben werden, Vorsicht geboten. COPSEY et al. (2007) zeigen zum Beispiel, dass unter Umständen der simulierte Trend im Bodenluftdruckfeld im Indischen Ozean das umgekehrte Vorzeichen des beobachteten Trends annehmen kann, wenn die beobachteten SST-Felder als untere Randbedingung vorgeschrieben werden.

3 Wechselwirkung mit dem Meereis

Neben dem Ozean stellt das Meereis eine weitere wichtige und hochgradig variable Komponente des nordatlantischen Klimasystems dar. Im Folgenden wird der Frage nachgegangen, wie die NAO mit dem Meereis wechselwirkt. Wie auch in den vorherigen Abschnitten wird dabei das Hauptaugenmerk auf die Wintersaison gelegt.

Dominante kovariierende Muster von Anomalien im 500 hPa-Geopotenzialfeld und der Meereiskonzentration, die mit Hilfe der sogenannten Singulärwertzerlegung (engl. SVD) bestimmt wurden, sind in Abb. 6-6 dargestellt (FANG und WALLACE 1994). Offensichtlich geht eine positive (negative) NAO mit einer Erhöhung (Verringerung) der Eiskonzentration in der Labrador See und einer Verringerung (Erhöhung) der Eiskonzentration in der Grönlandsee einher. Diese Be-

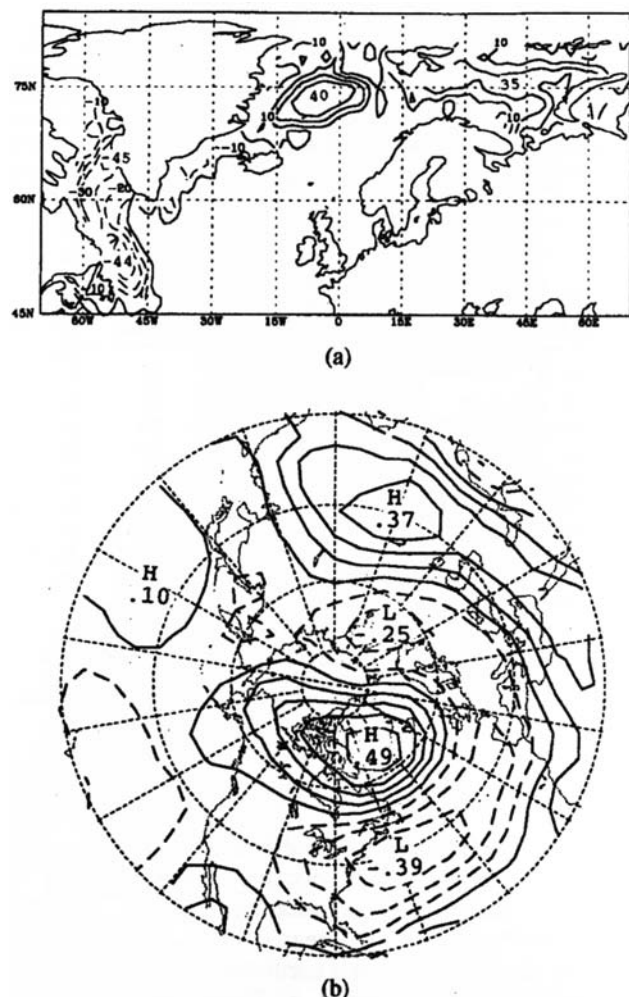


Abb 6-6: Heterogene Korrelationsmuster (Konturintervall ist 0,1) für den dominanten gekoppelten Mode zwischen Anomalien (a) der Meereiskonzentration im Nordatlantik und (b) des nordhemisphärischen Geopotenzials auf der 500 hPa-Druckfläche. Die gekoppelten Moden basieren auf einer Singulärwertzerlegung der Kreuzkovarianzmatrix, aus FANG und WALLACE 1994.

ziehung ist ausgesprochen robust und hat Gültigkeit für Zeitskalen von Wochen (FANG und WALLACE 1994) hin zu mehreren Dekaden (DESER et al. 2000). Es stellt sich nun die Frage, wie der in Abb. 6-6 gezeigte Zusammenhang zustande kommt. Insbesondere gilt es zu klären, ob (und wie) das Meereis lediglich auf die NAO reagiert, oder ob das Meereis umgekehrt auch einen Einfluss auf die NAO hat.

3.1 Einfluss der NAO auf das Meereis

FANG und WALLACE (1994) haben gezeigt, dass die Beziehung zwischen der NAO und der „Dipol-Anomalie“ im Meereis (siehe Abb. 6-6) auch Gültigkeit hat, wenn die Anomalien der NAO vor denen des Meereises auftreten. Umgekehrt, das heißt wenn die Meereisanomalien zuerst auftreten, besteht nur eine äußerst schwache Beziehung zwischen der Dipol-Anomalie und der NAO. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Wechselwirkung hauptsächlich einseitig ist. In erster Linie führen also Variationen der NAO zu den in Abb. 6-6 (a) dargestellten Dipol-Anomalien im Meereis

Es ist schwierig, lediglich aus Beobachtungsdaten zu bestimmen, welche Mechanismen zur Ausbildung des Dipols führen. Mit Hilfe von Modellen lässt sich diese Frage jedoch teilweise beantworten. HILMER (2001) hat ein thermodynamisch-dynamisches Meereis-Modell mit täglichen Feldern aus der NCEP/NCAR-Reanalyse über den Zeitraum 1958-1997 angetrieben. In diesen Modellexperimenten ändert sich der Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht lediglich durch die Oberflächenwärmeflüsse, das heißt, dass der Wärmefluss aus dem tiefen Ozean in die Deckschicht klimatologisch vorgeschrieben ist. Die Beziehung, die HILMER (2001) zwischen der NAO und dem modellierten Meereisanomalien findet, ähnelt den in Abb. 6-6 (a) dargestellten Meereisanomalien erstaunlich gut. HILMER (2001) hat zusätzliche Läufe durchgeführt, in denen entweder nur der Wind oder die Wärmeflüsse variiert wurden. Diese Experimente zeigen, dass thermodynamische Effekte (turbulente Wärmeflüsse) wichtiger sind als dynamische Effekte (Windstress). Für eine negative NAO (siehe Abb. 6-6) führen also beispielsweise hauptsächlich reduzierte (erhöhte) turbulente Wärmeflüsse aus dem Ozean in der Labradorsee (Grönlandsee) zu einer Erwärmung (Abkühlung) der ozeanischen Deckschicht und damit zu einer Reduktion (Zunahme) der Meereisausdehnung.

3.2 Einfluss des Meereises auf die NAO

Im Vergleich zum Einfluss von nordatlantischen SST-Anomalien auf die NAO, ist der Einfluss von Meereisanomalien auf die NAO bis heute wenig untersucht worden. Meereisanomalien sind im Unterschied zu SST-Anomalien auf den nördlichen Nordatlantik beschränkt. Zudem führen Meereisanomalien zu relativ kleinskali-

gen Wärmeflussanomalien, die allerdings vergleichsweise stark ausgeprägt sind (100 W/m^2 und mehr).

Der Einfluss des Meereis-Dipols auf die Atmosphäre wurde bisher lediglich mit Hilfe von zwei unterschiedlichen allgemeinen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre untersucht. Die Studien von ALEXANDER et al. (2004), MAGNUSDOTTIR et al. (2004), DESER et al. (2004) und DESER et al. (2007) basieren alle auf dem Community Climate Model Version 3 (CCM3), das am National Center for Atmospheric Research (NCAR) entwickelt wurde. Die Reaktion dieses Modells auf eine Dipol-Anomalie im Meereis lässt den Schluss zu, dass die Rückkopplung vom Meereis auf die NAO negativ ist (Abb. 6-7). Dabei ist in erster Linie die Meereisanomalie in der Grönlandsee für die negative Rückkopplung verantwortlich. Interessanterweise haben in diesem Modell Meereisanomalien im nördlichen Nordatlantik einen größeren Einfluss auf die NAO als nordatlantische SST Anomalien (vergleiche das tripolare SST-Muster in Abb. 6-1). Transiente Experimente mit CCM3 zei-

gen, dass es ungefähr 2 bis 2,5 Monate dauert, bis sich die Atmosphäre vollständig auf den Meereisantrieb eingestellt hat (DESER et al. 2007).

Im Vergleich zu CCM3 zeigt die Reaktion des Atmosphärenmodells des Laboratoire de Meteorologie Dynamique (LMDZ) auf den Meereis-Dipol wenig Ähnlichkeit mit der NAO (CONIL und LI 2005). Der Einfluss des Meereises auf die NAO scheint also nicht unerheblich vom verwendeten Atmosphärenmodell abzuhängen. Die Interpretation dieser Experimente wird zusätzlich dadurch erschwert, dass Nichtlinearitäten in der Reaktion der Atmosphäre eine nicht unerhebliche Rolle zu spielen scheinen (CONIL und LI 2005). Wenn man den kleinskaligen Antrieb des Meereises betrachtet, dann ist nicht auszuschließen, dass eine relativ hohe horizontale und vertikale Auflösung notwendig ist, um den Einfluss des Meereises auf die Atmosphäre realistisch zu simulieren.

3.3 NAO und Eisexport durch die Framstrasse

Die Arktis stellt ein großes Reservoir von Meereis und damit Frischwasser dar. Ein Großteil des Meereises, das die Arktis verlässt, erreicht den nördlichen Nordatlantik durch die Framstrasse (z.B. HILMER 2001). Aufgrund der möglichen Sensitivität der thermohalinen Zirkulation im Hinblick auf die Frischwasserbilanz im Nordatlantik, stellt der Meereisexport durch die Framstrasse daher einen wichtigen Faktor für das Klima in der nordatlantischen Region dar. Im Folgenden wird die Frage behandelt, ob die NAO einen Einfluss auf den Eisexport durch die Framstrasse hat.

Ein Problem, das sich bei der Untersuchung dieser Frage ergibt, ist, dass nur kurze Zeitserien über die Meereisdrift und insbesondere der Meereisdicke in der Framstrasse vorliegen. KWOK und ROTHROCK (1999) haben Daten von passiven Satellitenmessungen im Mikrowellenbereich verwendet, um Zeitserien für den „Transport von Eisfläche“ (keine Informationen über die Eisdicke standen zur Verfügung) zu konstruieren. Modellexperimente zeigen jedoch, dass der Eisflächentransport ein guter Proxy für den Eisvolumentransport durch die Framstrasse ist. Da passive Satellitenmessungen erst seit dem Ende der siebziger Jahre verfügbar sind, umfasst die Zeitserie von KWOK und ROTHROCK (1999) lediglich 18 Winter (1978-1996). Für diesen Zeitraum fanden Kwok und Rothrock eine positive Korrelation von $r = 0,66$ zwischen dem Eistransport durch die Framstrasse

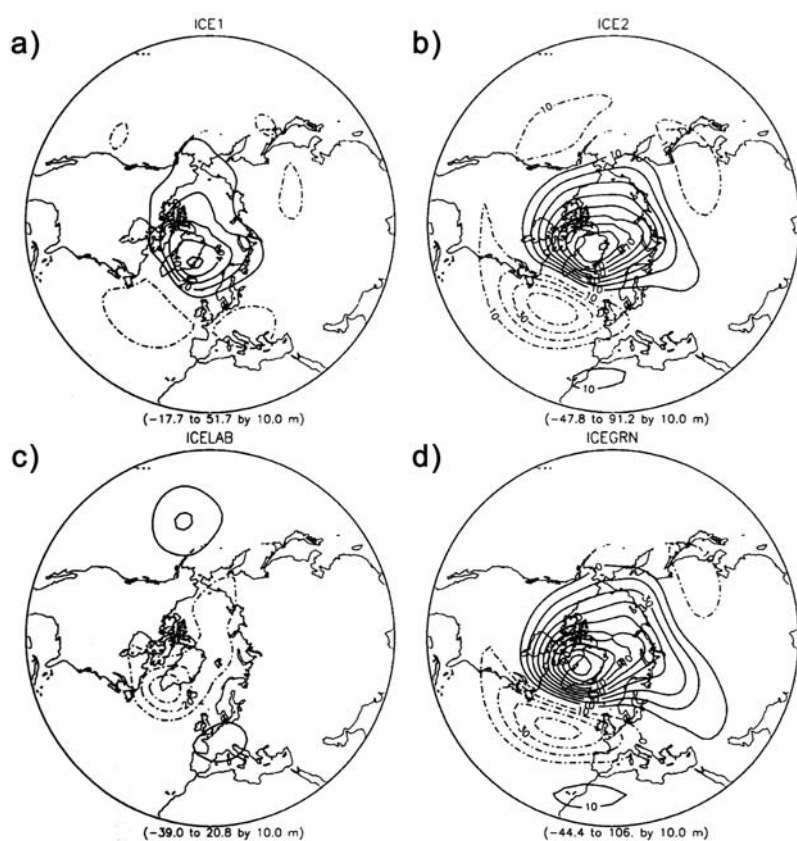


Abb. 6-7: Simulierter Reaktion im 500 hPa-Geopotenzialfeld wenn (a) die Eisausdehnung in der Labradorsee (Grönlandsee) entsprechend des beobachteten Trends erhöht (reduziert) wird. (b) wie in (a) nur mit zweifach erhöhter Anomalie. Reaktion wenn die Eisausdehnungs-Anomalie auf (c) die Labrador See und (d) die Grönlandsee begrenzt wird. Gezeigt ist die Abweichung von einer Kontrollsimulation mit klimatologischen SST/Meereisverteilung. Die vorgeschriebene Anomalie in (a) entspricht dem beobachteten Trend in der Eisausdehnung während der Wintersaison über den Zeitraum 1958-1997, aus MAGNUSDOTTIR et al. 2004.

und dem NAO-Index. Mit anderen Worten deuten diese Ergebnisse darauf hin, dass Winter mit positiver (negativer) NAO, scheinbar mit anomal grossen (geringen) Eisexporten durch die Framstrasse einhergehen.

Wenn man nun allerdings das charakteristische, anomale Bodenluftdruckfeld betrachtet, das mit der NAO einhergeht und auf langen Zeitreihen basiert (z.B. Abb. 1b in HURRELL 1995), dann fällt auf, dass der anomale bodennahe Wind ungefähr parallel zur Framstrasse gerichtet ist (das heisst in zonaler Richtung). Da das Meer eis auf der Nordhalbkugel im Hinblick auf den bodennahen Wind nur geringfügig nach rechts abgelenkt wird, stellt sich nun die Frage, wie es überhaupt zu einem Zusammenhang zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse kommen kann. Eine Erklärung für diesen scheinbaren Widerspruch wurde von HILMER und JUNG (2000) geliefert.

Wenn man das räumliche Muster der NAO für den Zeitraum 1978-1997 mit dem für den Zeitraum 1958-1977 vergleicht (Abb. 6-8), dann stellt man fest, dass sich die NAO im Zeitraum 1978-1997 gegenüber der Periode 1958-1977 nach Osten verschoben hat (HILMER und JUNG 2000). In der Tat findet man, dass die NAO für den Zeitraum 1978-1997, im Gegensatz zu 1958-1977, mit anomal meridionalen Winden im Bereich der Framstrasse einhergeht (Abb. 6-8 (b)). Die Zunahme der Korrelation zwischen dem simulierten Eistransport durch die Framstrasse und der NAO von $r = 0,1$ (1958-1977) auf $r = 0,7$ (1978-1997) ist also auf eine Ostwärtsverlagerung der NAO zurückzuführen. Untersuchungen von historischen Datensätzen und langen Modellintegrationen mit gekoppelten Zirkulationsmodellen deuten darauf hin, dass das Muster der NAO während des Zeitraumes 1978-1997 eher ungewöhnlich war (JUNG und HILMER 2001). Der Einfluss der NAO auf den Eisexport durch die Framstrasse ist klimatologisch gesehen also eher als gering einzuschätzen.

Was zu der Verschiebung der Zentren interannualer NAO Variabilität während des Zeitraumes 1978-1997 geführt hat ist noch unklar. Es ist durchaus möglich, dass es sich hierbei um „Zufall“ (sampling variability) auf Grund der Kürze der Zeitserie handelt. JUNG et al. (2003) haben die Wahrscheinlichkeit dafür, dass es sich (nicht) um Zufall handelt, auf 20 % (80 %) geschätzt. ULBRICH und CHRISTOPH (1999) finden eine Ostwärtsverschiebung der NAO, die der beobachteten sehr ähnlich ist, in Experimenten mit dem gekoppelten ECHAM4/OPYC3-Modell wenn anthropogene Treibhausgase erhöht werden (siehe auch Beitrag 9). Eine aktive Rolle der Stratosphäre ist ebenfalls

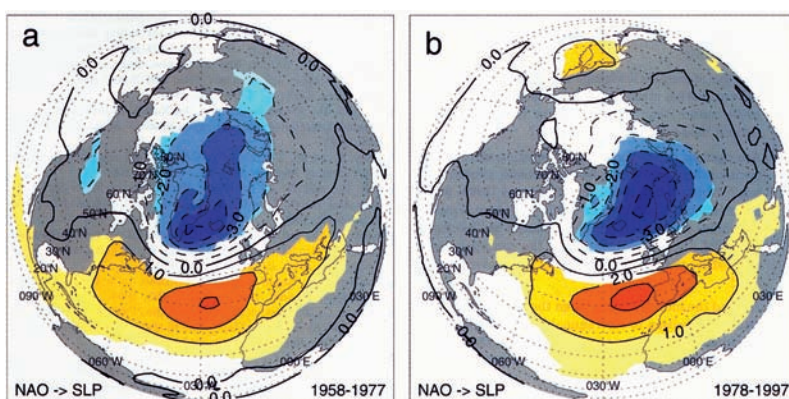


Abb 6-8: Anomalien im Bodenluftdruckfeld (hPa) die mit zeitlichen Variationen der NAO während der Wintersaison einhergehen: (a) 1958-1977 und (b) 1978-1997. Luftdruckanomalien wurden auf den NAO-Index regressiert. Vor der Regression wurde der lineare Trend an jedem Gitterpunkt und für den NAO-Index abgezogen; aus HILMER und JUNG 2000.

nicht auszuschliessen (KODERA et al. 1999). Dieses Phänomen lässt sich möglicherweise auch durch eine Asymmetrie im Muster der NAO erklären, das heisst durch die Tatsache, dass die Zentren der NAO für die positive Phase weiter östlich liegen als die für die negative Phase (CASSOU et al. 2004). Das vermehrte Auftreten des positiven NAO-„Regimes“ während des Zeitraumes 1978-1997 mag damit zu einer scheinbaren Ostwärtsverschiebung der Aktionszentren der NAO geführt haben.

4 Abschlussbemerkungen

Es gibt kein Zweifel, dass wichtige Wechselwirkungen zwischen der NAO und dem Ozean sowie dem Meereis auf einem weiten Bereich von Zeitskalen bestehen. Während der Einfluss der NAO auf den nordatlantischen Ozean und das Meereis deutlich ausgeprägt und vergleichsweise gut verstanden ist, sind die Rückwirkungen sowohl des Ozeans als auch des Meereises auf die NAO wesentlich schwächer ausgeprägt und weniger gut verstanden. Ein besseres Verständnis dieser Rückkopplungsprozesse ist sicherlich eine Grundvoraussetzung für die erfolgreiche Simulation und Vorhersage der NAO.

Insbesondere auf dekadischen und interdekadischen Zeitskalen bleibt die erfolgreiche Simulation der beobachteten NAO-Variabilität weiterhin eine Herausforderung. Dies gilt insbesondere für mögliche Fernwirkungen aus dem Indischen Ozean und dem tropischen Pazifik. Dieser Sachverhalt findet auch im letzten Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Erwähnung. Die gekoppelten Modelle, die zur Erstellung des IPCC AR4 beigetragen haben, zeigen in den Simulationen für das zwanzigste Jahrhundert NAO-Schwankungen, die nicht mit den beobachteten Schwankungen konsistent sind, auch

wenn interne Variabilität der gekoppelten Modelle in Betracht gezogen wird (z.B. GILLET 2005). Dies ist besorgniserregend, weil die Reaktion der NAO auf eine Temperaturerhöhung, infolge erhöhter Treibhausgasemissionen unterschätzt werden könnte (siehe auch Beitrag 9 dieses Heftes).

Danksagung

Die Autoren danken Dr. Wolfgang Müller für hilfreiche Kommentare, die zu einer Verbesserung des ursprünglichen Manuskriptes geführt haben.